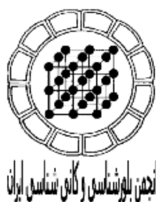
مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران

سال بیست و چهارم، شمارهٔ اول، بهار ۹۵، از صفحهٔ ۱۴۷ تا ۱۵۶



خاستگاه الیوین در سنگ‌های الترامافیک منطقه‌ی ملاطالب و نقش الیوین در سیر شکل‌گیری ماگما

امیر اثنی عشری*[1]، فاطمه سرجوقیان[2]

۱- گروه زمین‌شناسی، دانشگاه پیام نور، ایران

۲- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه کردستان، سنندج، ایران

(دریافت مقاله: ۹۴/۱/۱۷، نسخه نهایی: ۹۴/۳/۳۱)

چکیده: سنگ‌های گرانیتوئیدی بخش میانی نوار سنندج- سیرجان واقع در استان لرستان، در ژوراسیک میانی و در محیط قوس قاره-ای تشکیل شده‌اند. در مجاورت آن‌ها سنگ‌های الترامافیک با کانی‌های الیوین، ارتوپیروکسن، کلینوپیروکسن و آمفیبول رخنمون دارند. الیوین‌ها در مقاطع میکروسکوپی گرد شده‌اند و دارای خلیج خوردگی هستند. این بیانگر آنست که الیوین‌ها به درجات مختلف دستخوش هضم ماگمایی شده‌اند. آنالیزهای ریزپردازش الکترونی و محاسبه‌ی ترکیب شیمیایی گدازه در تعادل با هر یک از کانی‌ها نشان می‌دهد که با پیشرفت تبلور، Mg# ماگما به‌صورت خطی سیر صعودی دارد. این روند علاوه بر اینکه خاستگاه ماگمایی الیوین‌ها را تایید می‌کند، بیانگر افزایش Mg# ماگما حین تبلوربخشی است که کاملا غیرعادی است. برای توجیه افزایش Mg# ماگما، دو احتمال بررسی شده اند. ۱- بالا بودن گریزندگی اکسیژن و تبلور زود هنگام اکسیدهای آهن؛ ۲- هضم الیوین حین تبلوربخشی. با توجه به مدلسازی‌های شیمیایی انجام شده و روند افزایشی Ni حین تبلوربخشی.

واژه‌های کلیدی: *الترامافیک؛ ژئوشیمی؛ الیوین؛ هضم و تبلور بخشی؛ سنندج-سیرجان.*

مقدمه

الیوین از جمله کانی‌هایی است که نقش مهمی در روند شکل گیری ماگمایی داشته [۱] و با آگاهی از ترکیب شیمیایی آن می‌توان ویژگی‌های زمین‌ساختی و مباحث مربوط به سنگ‌زایی ماگما را مورد بررسی قرار داد [۲]. الیوین در سنگ‌های الترامافیک و مافیک فراوانی چشمگیری دارد و ممکن است خاستگاه ماگمایی یا زینوکریستی داشته باشد [۳]. بنابر واکنش‌های بوون، اگر الیوین‌ها از نوع ماگمایی باشند، جزء اولین کانی‌هایی هستند که با کاهش دما از یک گدازه‌ی با ترکیب بازالتی متبلور می‌شوند. اما الیوین‌های زینوکریستی خاستگاه گوشته‌ای دارند. با توجه به اینکه بخش چشمگیری از سنگ‌های گوشته‌ای از الیوین تشکیل شده‌اند [۴]، ممکن است این الیوین‌ها تحت تاثیر ماگماهای بازالتی صعود کننده قرار گرفته و به‌صورت زینوکریست‌ها در ماگماهای بازالتی مشاهده شوند. شناسایی خاستگاه ماگمایی یا زینوکریستی الیوین با پیچیدگی‌های خاصی همراه است، زیرا فراوانی عناصر کمیاب در الیوین بسیار اندک است. به همین دلیل مقایسه با کانی‌های دیگر، تعیین خاستگاه الیوین با استفاده از شواهد شیمیایی به سختی صورت می گیرد [۵]. همچنین تا قبل از انجماد کامل ماگما، ممکن است الیوین با ماگمای اطراف خود تبادلهای شیمیایی داشته باشد. بنابراین فراوانی عناصر در الیوین تغییر کرده و بررسی آن را با مشکل مواجه می‌کند.

الیوین به‌شکل‌های مختلف ترکیب شیمیایی ماگما را تحت تاثیر قرار می‌دهد. با توجه به اینکه در فرایندهای ماگمایی الیوین خیلی زود متبلور می‌شود، بنابراین فراوانی عناصری که در الیوین تمرکز بالایی دارند، در ماگمای باقیمانده کاهش

*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۲۶۴۸۳۳۲۸، نمابر؟؟؟؟؟؟؟؟؟؟؟؟؟؟، پست الکترونیکی: amires@pnu.ac.ir

[DOR: 20.1001.1.17263689.1395.24.1.12.4]

می‌یابد (مثل آهن و منیزیم). از سوی دیگر هضم الیوین در ماگما تاثیر شیمیایی عکس داشته و ممکن است موجب افزایش این عناصر در ماگمای باقیمانده شود.

سنگ‌های الترامافیک مورد بررسی در این مقاله برای اولین بار است که گزارش می‌شوند. در بررسی‌های قبلی، صرفاً سنگ‌های گرانیتوئیدی منطقه‌ی مورد بررسی قرار گرفته‌اند [۶-۱۱]. حجم کم و رخنمون اندک سنگ‌های الترامافیک، موجب شده که از نظر پژوهشگران قبلی دور بمانند. هدف از ارائه این مقاله معرفی سنگ‌های الترامافیک برای اولین بار در منطقه ملاطالب است به‌طوری که بررسی‌های سنگ‌نگاری و شیمی کانی‌ها از جمله موارد مورد بررسی در این پژوهش اند و با توجه به فراوانی الیوین در سنگ‌های الترامافیک، خاستگاه ماگمایی یا زینوکریستی آن‌ها مورد بحث و بررسی قرار گرفته است. علاوه بر آن، تاثیر حضور الیوین در شکل گیری شیمیایی ماگما مورد نظر بوده و به عبارت دیگر نقش الیوین در تغییر ترکیب شیمیایی ماگما حین سرد شدن ماگما مورد کنکاش قرار گرفته است.

زمین شناسی عمومی

از نظر تقسیمات زمین‌شناسی، منطقه‌ی مورد بررسی در بخش مرکزی نوار سنندج-سیرجان قرار گرفته است (شکل ۱). این نوار با طولی در حدود ۱۵۰۰ کیلومتر و پهنای تقریبی ۲۰۰ کیلومتر یکی از مهم‌ترین پهنه‌های ساختاری ایران زمین به شمار می‌آید.

این نوار را مجموعه‌ای از سنگ‌های دگرگونی و شدیداً تغییر شکل یافته‌ای تشکیل داده که مجموعه‌های پلوتونیک متعددی در آن تزریق شده‌اند. فعالیت‌های دگرگونی و پلوتونیکی که در پهنه‌ی سنندج-سیرجان مشاهده می‌شوند با فرورانش پوسته‌ی اقیانوسی نئوتتیس به زیر خرده قاره‌ی ایران مرکزی و به دنبال آن بسته شدن اقیانوس نئوتتیس در اوایل سنوزوئیک ارتباط دارند [۱۲].

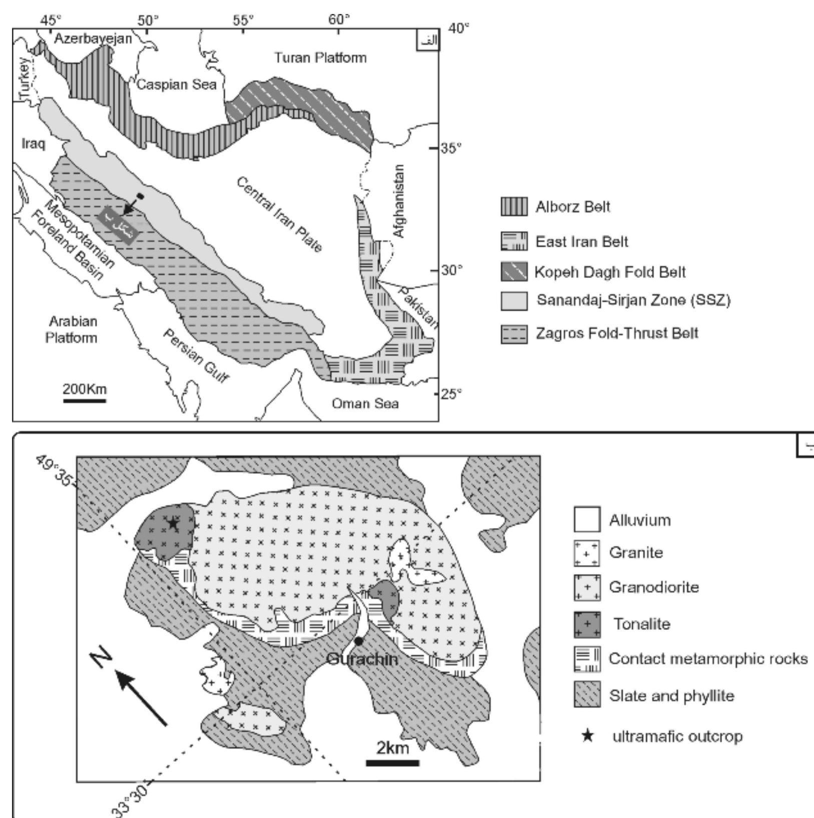
گرانیتوئیدهای ملاطالب تحت تاثیر همین فرایند فرورانشی تشکیل شده‌اند [۱۱]. به‌دلیل نفوذ ماگما طی ژوراسیک میانی {۱۶۵میلیون سال، [۱۱]}، سنگ‌های دگرگون ناحیه‌ای با سن تریاس بالا تا ژوراسیک، تحت تاثیر قرار گرفته و منجر به شکل‌گیری هاله‌ای دگرگون در همبری مستقیم با توده‌ی نفوذی شده است (شکل ۱ب). لازم به یادآوری است، که از سن توده‌ی الترامافیک و ارتباط آن با گرانیتوئیدهای اطراف اطلاع دقیقی در دست نیست.

گستره‌ی منطقه‌ی مورد بررسی در شکل ۱ با مختصات جغرافیایی ′۲۸ °۳۳ تا ′۳۴ °۳۳ شمالی و ′۳۵ °۴۹ تا ′۴۰ °۴۹ شرقی مشخص شده است. این منطقه در استان لرستان بوده و در شرق شهرستان ازنا و شمال غرب الیگودرز قرار دارد. ویژگی‌های مبنایی این منطقه در نقشه‌ی زمین‌شناسی شکل ۱ب ارائه شده اند.

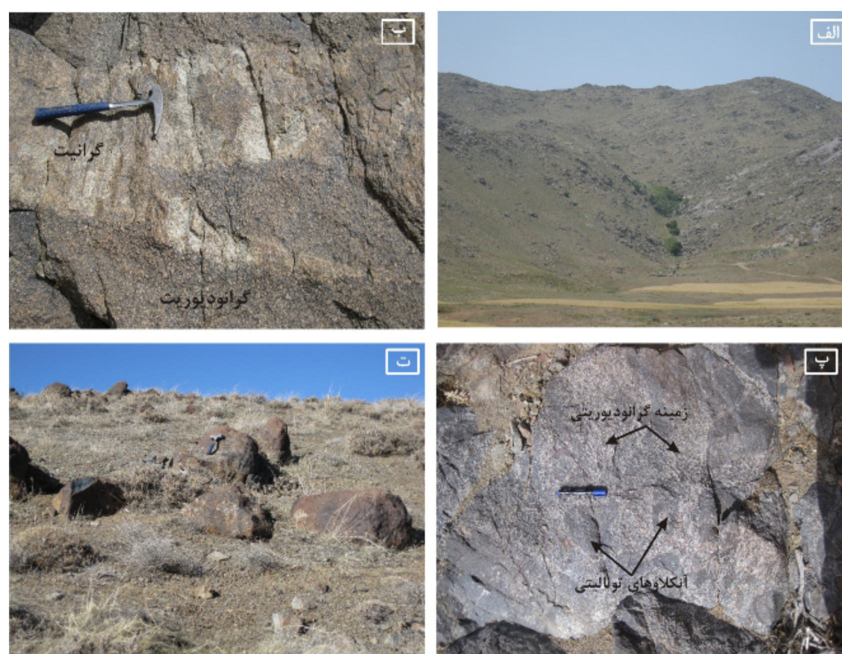
اصلی‌ترین واحدهای سنگی منطقه به‌ترتیب فراوانی عبارتند از گرانودیوریت، تونالیت، گرانیت و سنگ‌های الترامافیک. در شکل ۲ الف نمایی از گرانیتوئیدها که بخش گسترده‌ای از منطقه را در بر گرفته‌اند، نشان داده شده است. برخوردگاه بین هر یک از واحدها از نوع آذرین و ناگهانی است. گرانیت‌ها به‌صورت دایک‌هایی درون گرانودیوریت نفوذ کرده‌اند (شکل ۲ب) و این ویژگی دلالت بر آن دارد که گرانیت پس از گرانودیوریت تشکیل شده است. در برخوردگاه گرانودیوریت-تونالیت نیز قطعات گسیخته شده‌ای از تونالیت درون گرانودیوریت مشاهده می‌شوند (شکل ۲پ). این ویژگی دلالت بر تشکیل گرانودیوریت پس از تونالیت دارد. سنگ‌های الترامافیک در کنار تونالیت‌ها دیده می‌شوند ولی برخوردگاه بین سنگ‌های الترامافیک و تونالیت به‌دلیل پوشش آبرفتی قابل مشاهده نیست (شکل ۲ت).

سنگ‌های الترامافیک، مجموعه‌ای را تشکیل می‌دهند که بیشتر به وسیله رسوب‌های آبرفتی پوشیده شده اند. قطعه سنگ‌های موجود در آبرفت‌ها بیشتر از بخش‌های فرسایش یافته توده‌ی اصلی الترامافیک هستند که دستخوش جابجایی اندکی شده‌اند. البته رخنمون‌هایی نیز در فواصل کوتاه قابل مشاهده‌اند که گاهی به‌دلیل کوچک بودن ممکن است قطعات نابرجا به نظر آیند ولی بیشتر با توده‌ی اصلی در ارتباطند. مجموعه‌ی آذرین مورد اشاره به وسیله‌ی سنگ‌های دگرگون از جنس اسلیت و فیلیت و در بخش‌های جنوبی، با هاله‌ای از سنگ‌های دگرگون مجاورتی در بر گرفته شده اند (شکل ۱ب).

مقایسه ترکیب شیمیایی سنگ‌کل، سنگ‌های الترامافیک و تونالیت‌های مجاور، نشان می‌دهد که این دو نوع سنگ با یکدیگر ارتباط ژنتیکی دارند [بررسی‌های در دست تهیه]. با توجه به تشکیل تونالیتها و گرانیتوئیدهای دیگر منطقه در محیط قوس قاره‌ای و ارتباط آن‌ها با فرایند فرورانش [۱۱]، می‌توان خاستگاه سنگ‌های الترامافیک را نیز به همین فرایند وابسته دانست. بنابراین نمی‌توان آن‌ها را بخشی از یک مجموعه‌ی افیولیتی در نظر گرفت.



شکل ۱ الف: نقشه‌ی زمین‌شناسی ایران که موقعیت منطقه‌ی مورد بررسی، در آن مشخص شده است، ب: نقشه‌ی زمین‌شناسی توده‌ی آذرین ملاطالب که موقعیت سنگ‌های الترامافیک و ارتباط آن‌ها با گرانیتوئیدها دیده می‌شود.



شکل ۲ الف) نمایی از سنگ‌های فلسیک رخنمون یافته در منطقه؛ ب) نفوذ سنگ‌های گرانیتی درون سنگ‌های گرنودیوریتی. این ویژگی گویای آنست که گرانیت‌ها پس از گرانودیوریت‌ها تزریق شده‌اند؛ پ) برخوردگاه تونالیت و گرانودیوریت که با وجود برونبوم‌هایی از جنس تونالیت درون گرانودیوریت مشخص می‌شود و دلالت بر سن بیشتر تونالیت دارد؛ ت) تصویر صحرایی از مجموعه سنگ‌های الترامافیک که در کنار تونالیت‌ها قرار دارند ولی به‌دلیل اینکه به‌وسیله‌ی رسوب‌های آبرفتی احاطه شده‌اند، مرز آن‌ها با تونالیت قابل مشاهده نیست.

روش بررسی

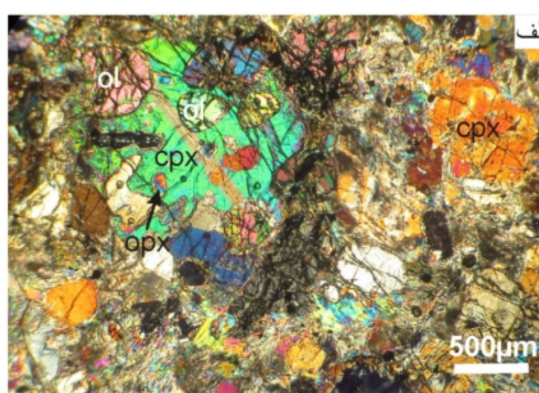
پس از بررسی و نمونه برداری‌های صحرایی، ۱۵ نمونه از بخش‌های مختلف توده‌ی الترامافیک برداشت شدند و پس از تهیه‌ی مقاطع نازک میکروسکوپی، نمونه‌ها با میکروسکوپ قطبشی مورد بررسی قرار گرفتند. در پایان سه نمونه که کمترین درجه‌ی دگرسانی را داشتند، انتخاب و پس از تهیه‌ی مقاطع نازک صیقلی، برای آنالیزهای ریزپردازش الکترونی به دانشگاه میلان ایتالیا ارسال شدند. در آن آزمایشگاه از ابزار Jeol 8200 Superprobe برای تعیین فراوانی عناصر اصلی کانی‌ها استفاده شد. لازم به یادآوری است که ولتاژ شتابنده‌ی دستگاه برابر با 15 kV بوده است.

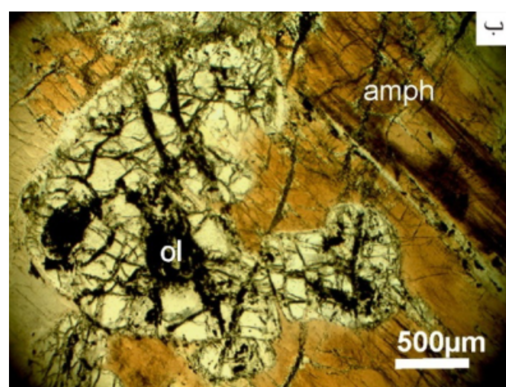
سنگ‌نگاری

سنگ‌های الترامافیک ملاطالب به شدت دگرسان هستند. بنابراین بررسی‌های انجام شده بیشتر روی تعداد محدودی از نمونه‌هایی صورت گرفته است که کمترین درجه‌ی دگرسانی را دارند. از نظر بافتی این سنگ‌ها درشت دانه تا میان دانه هستند. کانی‌های اصلی تشکیل دهنده‌ی آن‌ها عبارتند از الیوین (۳۵٪-۲۰٪)، ارتوپیروکسن (۳۰٪-۵٪)، کلینوپیروکسن (۴۰٪-۵٪) و آمفیبول (۵۵٪-۱۰٪). اسپینل، میکا و پلاژیوکلاز نیز به مقادیر بسیار اندک در این سنگ‌ها قابل مشاهده اند. ارتوپیروکسن‌ها از نوع برونزیت و کلینوپیروکسن‌ها از نوع اوژیت هستند. بنابر رده‌بندی مدی سنگ‌ها، آن‌ها را می‌توان از الیوین هورنبلند پیروکسنیت تا الیوین پیروکسن هورنبلندیت رده‌بندی کرد.

از از نظر دنباله‌ی تبلور کانی‌ها، الیوین اولین کانی است که در ماگما ظاهر شده است زیرا به‌صورت میانبار، درون بلورهای درشت آمفیبول و پیروکسن دیده می‌شود (شکل ۳ الف و ب). برخی الیوین‌ها سالم و فاقد تجزیه شدگی هستند. این بلورها بی‌شکل بوده و تقریباً گردشده‌اند. در حالی که برخی دیگر به سرپانتین و کلریت تجزیه شده‌اند. برخی از الیوین‌ها خلیج خورده اند که بر هضم شدگی الیوین‌ها دلالت دارد (شکل ۳ب). در این سنگ‌ها پیروکسن‌ها به دو شکل ارتوپیروکسن و کلینوپیروکسن وجود دارند. در برخی موارد ارتوپیروکسن‌ها به صورت میانبارهایی درون کلینوپیروکسن‌ها دیده می‌شوند که نشان دهنده‌ی تبلور زود هنگام ارتوپیروکسن در مقایسه با کلینوپیروکسن است (شکل ۳الف). آمفیبول‌ها به دو دسته آمفیبول‌های قهوه‌ای و سبز تقسیم می‌شوند. برخی آمفیبول‌های قهوه‌ای فضای خالی بین کانی‌های دیگر را اشغال کرده‌اند و این بر تبلور دیرهنگام آن‌ها دلالت دارد.

گاهی آمفیبول‌های قهوه‌ای، بلورهای بسیار درشتی را تشکیل داده‌اند که به وسیله حاشیه‌ای از آمفیبول‌های سبز پوشیده شده‌اند. آمفیبول‌های سبز به صورت میانبار نیز درون آمفیبول‌های قهوه‌ای دیده می‌شوند.





شکل ۳ تصاویر میکروسکوپی از سنگ‌های الترامافیک منطقه‌ی ملاطالب. الف: بلورهای الیوین و ارتوپیروکسن به صورت میانبار به وسیله‌ی یک بلور درشت کلینوپیروکسن احاطه شده‌اند. الیوین‌ها شکل گرد شده دارند که گویای هضم شدگی آن‌هاست؛ ب: یک بلور الیوین که به‌صورت میانبار درون یک بلور درشت آمفیبول قرار گرفته است. بخش‌های حاشیه‌ای الیوین به‌دلیل هضم‌شدگی حالت گرد شده داشته و اشکالی شبیه به خلیج خوردگی در آن ایجاد شده است. شکل الف در نور XPL و شکل ب در نور PPL تهیه شده‌اند. Ol = olivine; opx = orthopyroxene; cpx = clinopyroxene; amph = amphibole.

[DOR: 20.1001.1.17263689.1395.24.1.12.4]

شیمی بلورها

برای تعیین فراوانی عناصر اصلی کانی‌ها، سه نمونه برای آنالیز ریزپردازش الکترونی انتخاب شدند و نتایج آنالیزهای انجام شده در جدول ۱ ارائه شده‌اند. برپایه‌ی این نتایج محتوای فورستریت الیوین‌ها [$Fo=Mg/(Mg+Fe_{tot})$] از ۰٫۸۱تا ۰٫۸۴ تغییر کرده است. لازم به یادآوری است که به‌منظور محدود کردن تاثیر مبادلات شیمیایی الیوین با ماگما یا کانی‌های اطراف، آنالیزها روی بخش‌های مرکزی الیوین انجام شده‌اند. همچنین هیچ رابطه‌ی مشخصی بین محتوای فورستریت و فراوانی عناصر دیگر دیده نمی‌شود. میانگین عدد منیزیم ارتوپیروکسن‌ها [$Mg\#=Mg/(Mg+Fe_{tot})$] در حدود ۰٫۸۵ است. کلینوپیروکسن‌ها نیز عدد منیزیم بالایی دارند ($Mg\#= 0.87$-0.90). به نظر می‌رسد هیچگونه رابطه‌ای بین تغییرات فراوانی عناصر در بخش‌های حاشیه‌ای و مرکزی پیروکسن‌ها وجود ندارد. آمفیبول‌های قهوه‌ای از نوع پارگاسیتی[۱] و ادنیتی[۲] هستند و عدد منیزیم آمفیبول‌های قهوه ای از ۰٫۸۳ تا ۰٫۸۵ در تغییر است.

مقایسه‌ی ترکیب شیمیایی الیوین‌ها با انواع شناخته شده ماگمایی و غیر ماگمایی

الیوین‌ها ممکن است خاستگاه ماگمایی یا زینوکریستی داشته باشند. بنابراین ممکن است بتوان با مقایسه‌ی ترکیب شیمیایی الیوین‌ها با الیوین‌های دیگر، شناسایی شوند که آیا از نوع ماگمایی هستند یا زینوکریستی که در نتیجه بتوان، اطلاعاتی درخصوص خاستگاه الیوین‌های مورد بررسی به‌دست آورد. این مقایسه در جدول ۲ دیده می‌شود و ترکیب شیمیایی الیوین‌های سنگ‌های الترامافیک با الیوین‌های ماگمایی [۵] و زینوکریستی [۳،۱۳] مقایسه شده است. در این جدول آن دسته از عناصری که از نظر فراوانی هم‌پوشی قابل توجهی با الیوین‌های مورد بررسی دارند، فراوانی آن‌ها با رنگ خاکستری نشان داده شده چنانکه ملاحظه می‌شود الیوین‌های مورد بررسی از نظر فراوانی عناصر Ni, Al, Cr و Ti شبیه به الیوین‌های ماگمایی هستند [۵]. و نیز با الیوین‌های زینوکریستی از نظر فراوانی Al, Cr, Ca, Na و Ti شباهت دارند [۳،۱۳] .

1- pargasitic
2 - edenitic

تغییرات آهن و منیزیم ماگما شکل گیری‌های ماگمایی

با توجه به این که سنگ‌های الترامافیک از انباشت کانی‌هایی حاصل می‌شوند که در مراحل مختلف از ماگما متبلور شده‌اند، بنابراین ترکیب شیمیایی سنگ کل آن‌ها نمی‌تواند گویای ترکیب شیمیایی ماگمای اولیه باشد. به ویژه اگر الیوین‌ها از نوع زینوکریستی باشند. در چنین شرایطی که شیمی سنگ کل کارآمدی لازم را ندارد، استفاده از ترکیب شیمیایی کانی‌ها کمک قابل توجهی به تعیین ترکیب شیمیایی ماگمای اولیه می‌کند زیرا ترکیب شمیایی کانی‌ها متاثر از ترکیب شیمیایی ماگمایی است که از آن متبلور می‌شوند. از آنجا که فراوانی عناصر اصلی در کانی‌ها مشخص است (جدول ۱)، به کمک ضرایب جدایشی که برای عناصر مختلف در کانی‌ها گزارش شده است، می‌توان فراوانی عنصر مورد نظر را در ماگمای در تعادل با کانی‌ها (ماگمایی که کانی‌ها از آن متبلور شده‌اند) محاسبه کرد. به‌عنوان مثال، با توجه به اهمیتی که فراوانی آهن و منیزیم در کانی‌ها و ماگمای در تعادل با آن‌ها دارد، می‌توان نسبت فراوانی آهن و منیزیم ماگمای در تعادل با کانی‌های مختلف را به این روش محاسبه کرد. رابطه‌ی مربوطه به‌صورت زیر بیان می شود:

$$K_{D,Fe-Mg}=(Fe/Mg)^{mineral}/(Fe/Mg)^{liquid}$$

در این رابطه:

$K_{D,Fe-Mg}$= ضریب جدایش نسبت Fe/Mg برای کانی مورد نظر (این ضریب را می‌توان از طریق منابع علمی در دسترس تهیه کرد)

$(Fe/Mg)^{mineral}$= نسبت Fe/Mg کانی (این نسبت را می‌توان با استفاده از نتایج آنالیزهای ریزپردازش الکترونی تعیین کرد)

$(Fe/Mg)^{liquid}$= نسبت Fe/Mg گدازه‌ی در تعادل با کانی

بدین طریق می‌توان نسبت Fe/Mg گدازه‌ی در تعادل با هر یک از کانی‌های الیوین، ارتوپیروکسن، کلینوپیروکسن و آمفیبول را محاسبه کرد.

مقدار $K_{D,Fe-Mg}$ برای الیوین [۱۴]، ارتوپیروکسن [۱۵]، کلینوپیروکسن [۱۶] و آمفیبول [۱۷] به ترتیب برابر ۰٫۳۴۵، ۰٫۳، ۰٫۲۳ و ۰٫۳۵ است. نسبت Fe/Mg کانی‌ها را نیز می‌توان به روش آنالیزهای ریزپردازش الکترونی مشخص کرد. با داشتن چنین اطلاعاتی و با روشی که در بالا به آن اشاره شد می‌توان نسبت Fe/Mg گدازه در تعادل با هر یک از کانی‌ها را محاسبه

[DOR: 20.1001.1.17263689.1395.24.1.12.4]

کرد. نتایج حاصل در شکل ۴ نشان داده شده‌اند. چنانکه ملاحظه می‌شود نسبت Fe/Mg گدازه در تعادل با تمامی کانی‌ها روند یکسانی دارند و روی یک خط مستقیم قرار گرفته‌اند.

جدول ۱ نتایج آنالیزهای ریزپردازش الکترونی کانی‌های الیوین، ارتوپیروکسن، کلینوپیروکسن و آمفیبول در سنگ‌های الترامافیک منطقه‌ی ملاطالب

wt%	*ol*	*ol*	*ol*	*ol*	*ol*	*ol*	wt%	*opx*	*opx*	*opx*	*opx*	*opx*	*opx*
SiO_2	۳۹٫۹	۴۰٫۲	۴۰٫۲	۳۹٫۴	۳۹٫۶	۳۹٫۹	**SiO_2**	۵۱٫۱	۵۴٫۳	۵۶٫۱	۵۶٫۱	۵۶٫۰	۵۶٫۳
TiO_2	۰٫۰۰	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۳	۰٫۰۴	**TiO_2**	۰٫۱۳	۰٫۱۹	۰٫۰۹	۰٫۱۰	۰٫۱۲	۰٫۰۹
Al_2O_3	۰٫۰۳	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۳	۰٫۰۰	۰٫۰۰	**Al_2O_3**	۲٫۳۶	۲٫۲۸	۱٫۸۰	۱٫۵۴	۱٫۶۶	۱٫۴۵
Cr_2O_3	۰٫۰۰	۰٫۰۴	۰٫۰۰	۰٫۰۶	۰٫۰۰	۰٫۰۰	**Cr_2O_3**	۰٫۵۹	۰٫۵۵	۰٫۶۸	۰٫۶۶	۰٫۵۰	۰٫۵۸
FeOT	۱۷٫۶	۱۷٫۲	۱۴٫۹	۱۶٫۸	۱۷٫۲	۱۷٫۹	**FeOT**	۹٫۷	۱۰٫۰	۱۰٫۲	۹٫۶	۱۰٫۲	۹٫۴
MnO	۰٫۲۰	۰٫۲۵	۰٫۲۱	۰٫۲۷	۰٫۳۳	۰٫۲۸	**MnO**	۰٫۱۹	۰٫۳۱	۰٫۲۳	۰٫۳۰	۰٫۱۹	۰٫۲۰
NiO	۰٫۱۴	۰٫۰۹	۰٫۱۵	۰٫۱۵	۰٫۱۸	۰٫۰۹	**NiO**	۰٫۰۱	۰٫۱۱	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۳	۰٫۰۲
MgO	۴۳٫۳	۴۳٫۸	۴۵٫۳	۴۳٫۴	۴۲٫۹	۴۳٫۲	**MgO**	۲۹٫۹	۲۹٫۳	۳۰٫۶	۳۰٫۷	۳۰٫۹	۳۱٫۱
CaO	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	**CaO**	۱٫۷۱	۱٫۴۱	۱٫۷۷	۱٫۸۶	۱٫۲۶	۱٫۶۳
Na_2O	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	**Na_2O**	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۰۱
K_2O	۰٫۰۰	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	**K_2O**	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Total	۱۰۱٫۱	۱۰۱٫۶	۱۰۰٫۸	۱۰۰٫۲	۱۰۰٫۳	۱۰۱٫۴	**Total**	۹۹٫۸	۹۸٫۵	۱۰۱٫۶	۱۰۱٫۰	۱۰۰٫۹	۱۰۰٫۸
Fo	۰٫۸۱	۰٫۸۲	۰٫۸۴	۰٫۸۲	۰٫۸۲	۰٫۸۱	**Mg#**	۰٫۸۵	۰٫۸۴	۰٫۸۴	۰٫۸۵	۰٫۸۴	۰٫۸۶

wt%	*cpx*	*cpx*	*cpx*	*cpx*	*cpx*	wt%	*amph*	*amph*	*amph*	*amph*	*amph*
SiO_2	۵۴٫۸	۵۲٫۷	۵۲٫۹	۵۳٫۷	۵۳٫۱	**SiO_2**	۴۳٫۷	۴۴٫۹	۴۴٫۳	۴۴٫۶	۴۵٫۲
TiO_2	۰٫۰۷	۰٫۲۱	۰٫۱۸	۰٫۲۴	۰٫۲۰	**TiO_2**	۲٫۸۴	۲٫۵۵	۲٫۸۵	۲٫۸۶	۳٫۰۳
Al_2O_3	۰٫۵	۲٫۶	۲٫۳	۲٫۶	۲٫۶	**Al_2O_3**	۱۲٫۶	۱۱٫۰	۱۱٫۲	۱۲٫۲	۱۲٫۱
Cr_2O_3	۰٫۳۰	۰٫۷۸	۰٫۷۹	۰٫۸۸	۰٫۸۶	**Cr_2O_3**	۱٫۸۰	۰٫۴۷	۰٫۶۳	۱٫۲۸	۱٫۲۶
FeOT	۳٫۳	۴٫۰	۳٫۹	۴٫۴	۴٫۷	**FeOT**	۵٫۲	۶٫۰	۶٫۱	۵٫۵	۵٫۶
MnO	۰٫۱۲	۰٫۰۹	۰٫۱۱	۰٫۱۹	۰٫۰۸	**MnO**	۰٫۰۹	۰٫۰۵	۰٫۱۰	۰٫۱۰	۰٫۰۹
NiO	۰٫۰۰	۰٫۰۲	۰٫۰۵	۰٫۰۱	۰٫۰۷	**NiO**	۰٫۰۶	۰٫۰۶	۰٫۰۸	۰٫۰۲	۰٫۰۹
MgO	۱۷٫۱	۱۶٫۳	۱۶٫۰	۱۷٫۲	۱۷٫۷	**MgO**	۱۶٫۷	۱۷٫۱	۱۶٫۵	۱۶٫۶	۱۶٫۷
CaO	۲۳٫۸	۲۲٫۱	۲۲٫۲	۲۰٫۸	۲۰٫۵	**CaO**	۱۲٫۰	۱۱٫۳	۱۱٫۴	۱۱٫۷	۱۱٫۷
Na_2O	۰٫۱۲	۰٫۱۵	۰٫۲۴	۰٫۱۵	۰٫۱۶	**Na_2O**	۱٫۵۴	۱٫۹۰	۲٫۴۴	۲٫۴۴	۲٫۳۳
K_2O	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	**K_2O**	۰٫۷۲	۰٫۶۳	۰٫۶۰	۰٫۵۷	۰٫۶۲
Total	۱۰۰٫۰	۹۹٫۱	۹۸٫۸	۱۰۰٫۲	۱۰۰٫۰	**Total**	۹۷٫۲	۹۵٫۹	۹۶٫۳	۹۷٫۹	۹۸٫۷
Mg#	۰٫۹۰	۰٫۸۸	۰٫۸۸	۰٫۸۷	۰٫۸۷	**Mg#**	۰٫۸۵	۰٫۸۴	۰٫۸۳	۰٫۸۴	۰٫۸۴

جدول ۲ مقایسه‌ی ترکیب شیمیایی الیوین‌های سنگ‌های الترامافیک ملاطالب با الیوین‌های ماگمایی و زینوکریستی. رنگ خاکستری بدین معنی است که فراوانی عناصر موجود در الیوین‌های ماگمایی یا زینوکریستی با فراوانی این عناصر در الیوین‌های مورد بررسی همپوشی قابل توجهی دارد. داده‌ها بر حسب ppm.

	xenocrystic olivines [3]	xenocrystic olivines [13]	magmatic olivines [5]	Molataleb olivines
Ni	۲۰۴۰-۳۳۱۰	۲۹۴۹-۳۶۴۵	۸۶۴-۱۸۰۷	۷۰۷-۱۴۱۵
Mn	۴۶۰-۱۰۴۰	۹۲۹-۱۲۳۹	۱۳۲-۱۸۵۹	۱۵۴۹-۲۵۵۶
Al	۰/۶-۳۰۰	۵۳-۳۷۰	۰-۱۰۶	۰-۱۵۹
Cr	۲۳-۷۵۴	۴۲-۵۷۹	۶۸-۳۴۲	۰-۴۱۱
Ca	۲۷-۶۳۰	۲۸۶-۱۲۱۵	۷۱-۲۸۶	۰-۱۴۳
Na	۳-۸۶۵		۷۴	۰-۷۴
Ti	۰-۲۹۰	۶۰	۶۰-۲۴۰	۰-۲۴۰

[DOR: 20.1001.1.17263689.1395.24.1.12.4]

بحث و بررسی

خاستگاه الیوین

مقایسه‌ی ترکیب شیمیایی الیوین‌های مورد بررسی با انواع شناخته شده‌ی ماگمایی و زینوکریستی کمک زیادی به تعیین خاستگاه آن‌ها نمی‌کند زیرا ترکیب شیمیایی آن‌ها با هر دو گروه دارای شباهت زیادی است (جدول ۲). بنابراین باید از شواهد دیگری در این خصوص استفاده کرد.

در شکل ۴ نشان داده شد که نسبت Fe/Mg گدازه‌ی در تعادل با کانی‌ها به‌صورت خطی تغییر می‌کند. به عبارت دیگر نسبت Fe/Mg گدازه در تعادل با الیوین در راستای روندی قرار می‌گیرد که ماگمای مادر کانی‌های دیگر نیز هم در آن راستا قرار دارند. این می‌تواند دلیل قابل قبولی بر این ادعا باشد که الیوین‌های مورد بررسی با سایر کانی‌ها خاستگاه مشترکی داشته و از نوع ماگمایی هستند. شواهد دیگری نیز وجود دارد که این موضوع را ادعا می‌کند. الیوین‌های زینوکریستی دارای شواهد بافتی هستند که در الیوین‌های مورد بررسی دیده نشده اند. به اعتقاد بسیاری از پژوهندگان، وجود کینک باند [۱۸] و اتصال سه‌گانه[3] [۵] در الیوین‌ها از جمله شواهدی هستند که خاستگاه گوشته‌ای الیوین‌ها را تایید می‌کنند. با توجه اینکه هیچ یک از این بافت‌ها در نمونه‌های مورد بررسی دیده نشده است، بنابراین می‌توان با اطمینان بیشتری الیوین‌ها را از نوع ماگمایی در نظر گرفت.

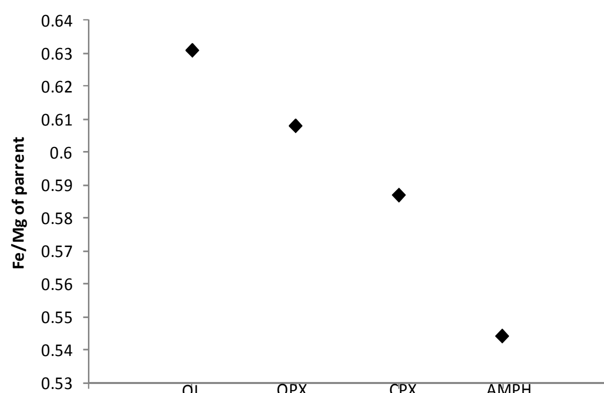
بررسی نقش الیوین در تغییر ترکیب شیمیایی ماگما حین تبلور بخشی

نمودار ارائه شده در شکل ۴، علاوه بر این که خاستگاه مشترک کانی‌ها را نشان می‌دهد، دلالت بر این دارد که تبلور بخشی عامل اصلی شکل گیری ماگمایی بوده است. بررسی‌های سنگ-نگاری نشان می‌دهد که نخست الیوین، سپس ارتوپیروکسن، کلینوپیروکسن و نهایتاً آمفیبول متبلور شده اند. این زنجیر، با ترتیب تبلور کانی‌ها که از روند خطی شکل ۴ استنباط می‌شود، همخوانی دارد.

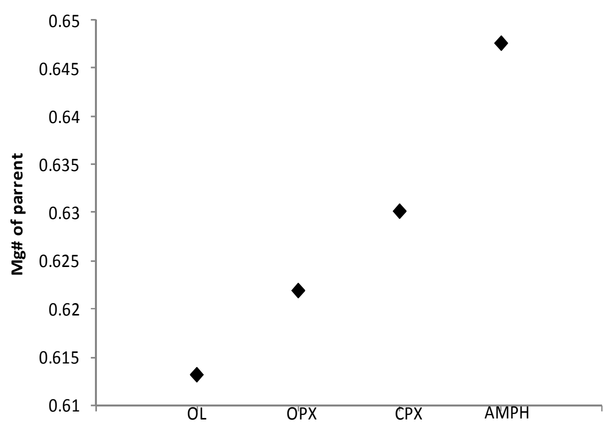
اعتقاد عمومی بر این است که کانی‌هایی که از همان آغاز فرایند تبلور بخشی متبلور می‌شوند، تمایلشان برای جذب منیزیم بیشتر از آهن است. همین شکل گیریهاست که نسبت Fe/Mg ماگما را نیز تحت تاثیر قرار می‌دهند، به طوری که قاعدتاً بایستی حین تبلور بخشی کانی‌ها، نسبت Fe/Mg ماگما افزایش یابد. به عبارت دیگر بایستی با تبلور کانی‌ها، عدد منیزیم ماگمای باقیمانده کاهش یابد. این فرایند، برخلاف روند نزولی در شکل ۴ است و با پیشرفت فرایند تبلور بخشی، نسبت Fe/Mg ماگما کاهش یافته است. اگر نسبت Fe/Mg ماگما را به عدد منیزیم تبدیل کنیم، ملاحظه می‌شود که عدد منیزیم ماگما نیز برخلاف آنچه تصور می‌شود، افزایش یافته است (شکل ۵).

افزایش عدد منیزیم ماگما حین تبلور بخشی یک پدیده‌ی عادی نیست. بنابراین یک عامل تاثیرگذار دیگر وجود دارد که این روند را از حالت طبیعی خارج کرده است. برای توجیه این پدیده می‌توان دو احتمال متفاوت را مورد بررسی قرار داد.

احتمال اول مربوط به بالا بودن مقدار H_2O در ماگمای اولیه و در نتیجه بالا بودن گریزندگی اکسیژن است. بالا بودن گریزندگی اکسیژن باعث تبلور زودهنگام اکسیدهای آهن (به-ویژه مگنتیت) می‌شود.



شکل ۴ نمایش تغییرات نسبت Fe/Mg ماگمای در تعادل با کانی‌های مختلف در سنگ‌های الترامافیک ملاطالب.



شکل ۵ نمایش تغییرات #Mg ماگمای در تعادل با کانی‌های مختلف در سنگ‌های الترامافیک ملاطالب.

3 - triple junction

تبلور این اکسیدها باعث کاهش بیشتر آهن در ماگمای باقیمانده شده و موجب می‌شود تا #Mg ماگما کمتر از آنچه انتظار می‌رود، کاهش یابد [۱۷].

احتمال دیگری که در این خصوص مطرح می‌شود هضم الیوین حین تبلور بخشی است. از آنجایی‌که الیوین در مراحل آغازین تبلور ماگما تشکیل می‌شود؛ این احتمال وجود دارد که در مراحل بعدی شکل‌گیریهای ماگمایی دستخوش هضم شدگی شود. کاهش دما و تغییر تدریجی ترکیب شیمیایی ماگما از عواملی هستند که می‌توانند منجر به کاهش پایداری الیوین در شرایط جدید شوند. الیوین کانی که #Mg بالایی دارد. بنابراین هضم شدگی آن حین تبلور بخشی، باعث افزایش #Mg ماگمای باقیمانده می‌شود.

برای اینکه مشخص شود کدامیک از عوامل یادشده در افزایش #Mg ماگما موثر بوده است، باید از عامل دیگری کمک گرفت که هر یک از فرایندهای بالا به شکلی متفاوت روی آن تاثیرگذار بوده‌اند. به این منظور می‌توان از تغییرات نیکل (Ni) ماگما حین تبلور کمک گرفت. نیکل عنصری است که الیوین به شدت سازگار[۴] است. هضم الیوین (هرچند به مقدار اندک) می‌تواند مقدار نیکل موجود در ماگمای باقیمانده را به مقدار چشمگیری افزایش دهد، ولی در صورت قبول فرضیه‌ی بالا بودن گریزندگی اکسیژن، مقدار نیکل موجود در گدازه بایستی از گدازه‌ی در تعادل با الیوین تا گدازه‌ی در تعادل با آمفیبول یک روند کاهشی داشته باشد، زیرا نیکل عنصری است که به شدت با مگنتیت و پیروکسن سازگار است. پس تبلور چنین کانی‌هایی باعث کاهش مقدار نیکل در گدازه‌ی باقیمانده شده و مقدار آن را در گدازه در تعادل با آمفیبول کاهش می‌دهد. بنابراین اگر حین تبلور بخشی، مقدار نیکل ماگما افزایش یافته باشد، هضم الیوین باعث بالا رفتن #Mg ماگما شده است و در غیر این صورت، موید آبدار بودن ماگما و بالا بودن گریزندگی اکسیژن است که منجر به افزایش #Mg شده است.

برای اینکه مشخص شود که حین تبلور بخشی، مقدار نیکل ماگما چگونه تغییر کرده است، می‌توان با یاری فراوانی نیکل در کانی‌های الیوین و آمفیبول (جدول ۱) و نیز ضرایب جدایشی که برای نیکل در این دو کانی ارائه شده است، مقدار نیکل ماگمای در تعادل با الیوین و آمفیبول را محاسبه کرد. بدین ترتیب می‌توان مشخص کرد که در ماگمای اولیه که الیوین از آن متبلور شده است تا ماگمای انتهایی که آمفیبول از آن متبلور شود، مقدار نیکل چه تغییری کرده است.

اگر چنین فرض شود که ضریب جدایش نیکل در کانی الیوین برابر ۴۷ و نیز ضریب جدایش نیکل در کانی آمفیبول معادل ۱۸ است [۱۹] ($^{Ol/L}D_{Ni}=47;\ ^{Amph/L}D_{Ni}=18$)، مقدار نیکل ماگمای در تعادل با الیوین و آمفیبول، به ترتیب معادل 23ppm و 30ppm محاسبه می‌شود و می‌توان گفت نیکل ماگما به تدریج افزایش یافته و یا حداقل که مقدار نیکل ماگما تغییر چندانی نکرده است. لذا چنانکه که قبلا اشاره شد، در صورت بالا بودن گریزندگی اکسیژن و تبلور کانی‌ها در یک سیستم بسته، می‌بایست مقدار نیکل ماگما کاهش چشمگیری داشته باشد، لذا روند صعودی نیکل بیانگر آن است که ماگما تحت تاثیر چنین شرایطی نبوده است.

فرایندی که باعث افزایش #Mg در گدازه شده است، بایستی قادر به توضیح افزایش نیکل نیز باشد و از کاهش #Mg و Ni حین تبلور بخشی جلوگیری کند. تنها عاملی که می‌تواند این مشاهدات را توجیه کند، هضم الیوین است، زیرا الیوین به دلیل داشتن #Mg و Ni بالا قادر است مانع کاهش منیزیم و نیکل حین تبلور بخشی شود. بنابراین نمی‌توان تغییرات شیمیایی مشاهده شده حین شکل‌گیری‌های ماگمایی را ناشی از گریزندگی بالای اکسیژن و تبلور اکسیدهای آهن دانست و عامل اصلی، هضم الیوین در حین تبلور بخشی است. شواهد میکروسکوپی نیز این ادعا را تایید می‌کند زیرا در تمامی مقاطع بررسی شده، هضم شدگی الیوین کاملا مشهود است (شکل ۳). در ادامه، به یاری مدلسازی شیمیایی نیز تاثیر هضم شدگی الیوین بر شکل‌گیری‌های ماگمایی نشان داده شده است.

مدلسازی فرایند هضم و تبلور بخشی

چنانچه فرایندهای هضم شدگی و تبلور بخشی به‌طور همزمان عمل کنند، پیچیدگی‌های شکل گیری ماگمایی افزایش می‌یابد. دیپائولو [۲۰] روشی را ارائه کرد که به کمک آن می‌توان فرایند هضم و تبلور بخشی (AFC[5]) را مدلسازی کرد.

اگر ماگمای در تعادل با الیوین را به عنوان ماگمای آفریننده و ماگمای در تعادل با آمفیبول را به عنوان ماگمای نهایی در نظر بگیریم، به کمک ضرایب جدایش نیکل در الیوین و آمفیبول چنین استنباط شد که مقدار نیکل ماگمای در تعادل با الیوین و آمفیبول به ترتیب معادل 23ppm و 30ppm بوده است. اکنون می‌خواهیم به این بررسی به پردازیم که آیا از روش مدلسازی AFC را نیز می‌توان از ماگمایی که نیکل آن در حدود 23ppm است در نهایت به ماگمایی رسید که نیکل آن

4 - compatible

5- Assimilation and Fractional Crystallization

[DOR: 20.1001.1.17263689.1395.24.1.12.4]

در حدود 30ppm است؟ این مدلسازی شیمیایی با در نظر گرفتن شرایط زیر انجام شده است:

الف) برای رسیدن به ماگمای در تعادل با آمفیبول، کانی‌های ارتوپیروکسن و کلینوپیروکسن از ماگمای اولیه متبلور شده‌اند؛

ب) ارتوپیروکسن و کلینوپیروکسن به نسبت‌های مساوی از گدازه متبلور شده‌اند؛

ج) در حین تبلور، الیوین‌ها به‌طور بخشی در گدازه هضم شده‌اند؛

د) ترکیب شیمیایی الیوین‌های هضم شده، معادل ترکیب میانگین الیوین‌های بررسی شده در نظر گرفته شده‌اند (جدول ۱)؛

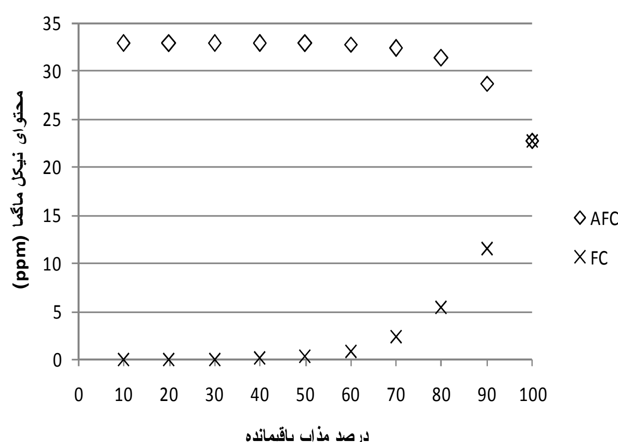
و) ضریب جدایش نیکل برای ارتوپیروکسن معادل ۵ [۲۱] و ضریب جدایش نیکل برای کلینوپیروکسن معادل ۱۰ [۱۹] در نظر گرفته شده است.

در چنین شرایطی، بنابر مدل پیشنهادی دیپائولو [۲۰]، مقدار نیکل موجود در ماگمای نهایی (ماگمای در تعادل با آمفیبول) در حدود 33ppm خواهد بود البته به شرطی که نسبت الیوین‌های هضم شده به پیروکسن‌های متبلور شده معادل ۰/۲ باشد ($r^6=0.2$). بنابراین، ملاحظه می‌شود که مقدار نیکل موجود در گدازه‌ی انتهایی که از دو روش متفاوت به دست می آیند (روش۱: استفاده از ضریب جدایش آمفیبول؛ روش ۲: مدلسازی فرایند AFC)، تا حد زیادی به یکدیگر نزدیک اند. در شکل ۶ تغییرات نیکل ماگما در مراحل مختلف تبلور بر اساس مدلسازی به دو روش تبلور بخشی (FC^7) و هضم و تبلور بخشی (AFC) با یکدیگر مقایسه شده اند. در فرایند تبلور بخشی نیز فرض بر این است که ارتوپیروکسن و کلینوپیروکسن به نسبت‌های مساوی از ماگما متبلور شده‌اند.

چنانکه ملاحظه می‌شود در همان مراحل آغازین تبلور، تبلور بخشی موجب کاهش چشمگیر نیکل می‌شود و قادر نیست تمرکز نیکل ماگما در حد 30ppm را توجیه کند.

در این فرایند، پس از تبلور نیمی از ماگما (درصد گدازه‌ی باقیمانده = ۵۰٪) مقدار نیکل به صفر می‌رسد، ولی در فرایند هضم و تبلور بخشی، تا زمانی که ۳۰٪ از ماگمای اولیه متبلور شود (درصد گدازه‌ی باقیمانده = ۷۰٪) مقدار نیکل ماگما روند صعودی دارد ولی از این مرحله به بعد مقدار نیکل ماگما در حدود 33ppm ثابت باقی می‌ماند.

6- r = assimilation to crystallization ratio
7- Fractional Crystallization



شکل ۶ مقایسه‌ی تغییرات نیکل ماگمای منطقه‌ی ملاطالب در دو حالت مختلف. در یک حالت ماگما صرفا تحت تاثیر فرایند تبلور بخشی (FC) قرار گرفته است. در حالت دیگر، ماگما تحت تاثیر فرایند هضم و تبلور بخشی (AFC) قرار گرفته است. محور افقی درصد گدازه‌ی باقیمانده را حین فرایندهای FC یا AFC نشان می‌دهد. بنابراین نقطه‌ی شروع تبلور جایی است که درصد گدازه‌ی باقیمانده ۱۰۰٪ باشد.

برداشت

بررسی‌های میکروسکوپی و شیمیایی کانی‌های تشکیل دهنده‌ی سنگ‌های الترامافیک منطقه‌ی ملاطالب، گویای این است که تمامی آن‌ها خاستگاه ماگمایی مشترکی دارند. الیوین اولین کانی متبلور شده از ماگمای اولیه است و ارتوپیروکسن، کلینوپیروکسن و آمفیبول به ترتیب کانی‌هایی هستند که در مراحل بعدی از ماگما متبلور شده‌اند. بررسی‌های ژئوشیمیایی بیانگر آنند که حین تبلور بخشی، Mg# و Ni ماگما به تدریج افزایش یافته اند. افزایش Mg# و Ni ماگما حین فرایند تبلور بخشی بر خلاف تصوری است که عموماً از این فرایند انتظار می‌رود. شواهد و مدلسازی ژئوشیمیایی نشان می‌دهند که تبلور بخشی به تنهایی قادر به توجیه چنین روندهای شیمیایی نیست. هضم الیوین در حین تبلور بخشی عاملی است که باعث شده تا Mg# و Ni ماگما حین تبلور بخشی به تدریج افزایش یابد.

مراجع

[۱] قاسمی ح.الف.، درخشی مرتضی.، "*کانی شناسی، ژئوشیمی و نقش فرایند جدایش مکانیکی بلورهای الیوین در تشکیل سنگهای آذرین پالئوزوئیک زیرین منطقه شیرگشت، شمال غرب طبس، ایران مرکزی*"، مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران، شماره ۲ (۱۳۸۷) ص ۲۰۷-۲۲۴.

[۲] یزدانی م.، جهانگیری الف.، موذن م.، حاجی علی اوغلی ر.، آهنگری م.، *"بررسی شیمی اسپینل و الیوین و تعیین محیط زمین ساختی پریدوتیت های افیولیت شمال غرب ایرانشهر، شمال غرب ایران"*، مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران، شماره ۴ (۱۳۹۳) ص ۵۵۷-۵۷۰.

[3] De Hoog J. C. M., Gall L., Cornell D. H., *"Trace-element geochemistry of mantle olivine and application to mantle petrogenesis and geothermobarometry"*, Chemical geology 270 (2010) 196-215.

[4] Mallmann G., O'Neill H. S. C., Klemme S., *"Heterogeneous distribution of phosphorus in olivine from otherwise well-equilibrated spinel peridotite xenoliths and its implications for the mantle geochemistry of lithium"*, Contributions to Mineralogy and Petrology 158 (2009) 485–504.

[5] Tiepolo M., Tribuzio R., Langone A., *"High-Mg andesite petrogenesis by amphibole crystallization and ultramafic crust assimilation: Evidence from Adamello hornblendites (Central Alps, Italy)"*, Journal of Petrology 49 (2011) 937-970.

[۶] صدیقی س.، *"مطالعه زمین‌شناسی و پترولوژی توده نفوذی شمال الیگودرز"*، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه اصفهان (۱۳۷۳) ۱۵۲ صفحه.

[۷] باقری ن.، *"مطالعه پترولوژی و ژئوشیمی و خاکهای کمیاب در توده‌های گرانیتوئیدی شمال، شمال شرق و شمال غرب الیگودرز با تاکید بر روی آنکلاو توده‌ها"*، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه اصفهان (۱۳۸۰) ۱۰۷ صفحه.

[۸] باقریان س.، خاکزاد الف.، *"خاستگاه زمین‌شناختی توده گرانیتوئیدی منطقه ملاطالب (شمال الیگودرز)"*، فصلنامه علوم زمین، سال دهم، شماره ۴۲-۴۱ (۱۳۸۰) ص ۸۰-۸۳.

[۹] اثنی عشری الف.، *"پترولوژی و ژئوشیمی گرانیتوئیدهای شمال و شمال غرب الیگودرز"*، پایان نامه دکتری، دانشگاه تهران (۱۳۹۰) ۱۸۳ صفحه.

[۱۰] اثنی‌عشری الف.، ولی‌زاده م.و.، سلطانی الف.، *"سنگ‌زایی برونبوم‌های ریز دانه‌ای در گرانودیوریت‌های بخش میانی نوار سنندج-سیرجان"*، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، شماره ۳ (۱۳۹۳) ص ۵۲۱-۵۳۴.

[11] Esna-Ashari A., Tiepolo M., Valizadeh M. V., Hassanzadeh J., Sepahi A. S., *"Geochemistry and zircon U-Pb geochronology of Aligoodarz granitoid complex, Sanandaj-Sirjan Zone, Iran"*, Journal of Asian Earth Sciences 43 (2012) 11-12.

[12] Agard A., Omrani J., Jolivet L., Whitechurch H., Vrielynck B., Spakman W., Monte P., Meyer B., Wortel R., *"Zagros orogeny: a subduction-dominated process"*, Geological Magazine 148 (2011) 692-725.

[13] Witt-Eickschen G., O'Neill H. S. C., *"The effect of temperature on the equilibrium distribution of trace elements between clinopyroxene, orthopyroxene, olivine and spinel in upper mantle peridotite"*, Chemical Geology 221 (2005) 65-101.

[14] Matzen A. K., *Baker M. B., Beckett J. R., Stolper E. M., "Fe-Mg Partitioning between Olivine and High-magnesian Melts and the Nature of Hawaiian Parental Liquids"*, Journal of Petrology (2011) doi:10.1093/petrology/egq089

[15] Bédard J. H., *"Trace element partitioning coefficients between silicate melts and orthopyroxene: Parameterizations of D variations"*, Chemical Geology 244 (2007) 263-303.

[16] Grove T. L, Bryan W. B., *"Fractionation of pyroxene-phyric MORB at low pressure: An experimental study"*, Contributions to Mineralogy and Petrology 84 (1983) 293-309.

[17] Sisson T. W., Grove T. L., *"Experimental investigations of the role of H_2O in calc-alkaline differentiation and subduction zone magmatism"*, Contributions to Mineralogy and Petrology 113 (1993) 143-166.

[18] Kamenetsky V. S., Elburg M., Arculus R., Thomas R., *"Magmatic origin of low-Ca olivine in subduction-related magmas: Co-existence of contrasting magmas"*, Chemical Geology 233 (2006) 346-357.

[19] Adam J., Green T., *"Trace element partitioning between mica- and amphibole-bearing garnet lherzolite and hydrous basanitic melt: 1. Experimental results and the investigation of controls on partitioning behavior"*, Contributions to Mineralogy and Petrology 152 (2006) 1–17.

[20] DePaolo D. J., *"Trace element and isotopic effects of combined wall rock assimilation and fractional crystallization"*, Earth and Planetary Science Letters 53 (1981) 189–202.

[21] Arth J. G., *"Behavior of trace elements during magmatic processes –a summary of theoretical models and their applications"*, Journal of Research of the U.S. Geological Survey 4 (1976) 41-47.

[DOR: 20.1001.1.17263689.1395.24.1.12.4]